مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy

OPEN ACCESS JOURNAL

مقاله پژوهشی

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال سی و دوم، شمارهٔ سوم، پاییز ۱۴۰۳، از صفحهٔ ۵۲۵ تا ۵۳۶

پیروکسن منطقه بندی شده نشانگر فرایندهای ماگمایی در بازالت‌های شمال غرب ایران

مریم یزدانی

گروه مهندسی معدن، مرکز آموزش عالی شهید باکری میاندوآب، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۱۰/۹، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۱۲/۱۹)

چکیده: منطقه‌بندی پیروکسن نشانگر فرایندهای رخ داده طی تبلور، جایگاه زمین‌ساختی، ترکیب شیمیایی ماگما، جدایش ماگمایی، شرایط ترمودینامیکی، آمیختگی و هضم است. بازالت‌های پیرانشهر دارای کلینوپیروکسن با منطقه‌بندی نوسانی هستند که در اثر فرایند انتشار تدریجی عناصر در کانی پیروکسن شکل گرفته‌اند. منطقه‌بندی کلینوپیروکسن نشان می‌دهد که بخش مرکزی در ماگمای غنی از Mg و کناره های کانی در ماگمای فقیر از Mg و غنی از Fe متبلور شده‌اند. بررسی شیمی کانی پیروکسن نشان داد که تبلور کانی در محیط غنی از آب، گریزندگی بالا اکسیژن پهنه ابرفرورانشی، مرز پوسته بالایی و گوشته پایینی رخ داده و دگرگونی عناصر در منطقه بندی نوسانی پیروکسن ناشی از تبلور جدایشی برآمده از کاهش دما طی تبلور است.

واژه‌های کلیدی: *بازالت؛ پیروکسن؛ منطقه‌بندی؛ پیرانشهر؛ شمال غرب ایران.*

مقدمه

کلینوپیروکسن از فراوانترین کانی‌های سیلیکاتی است که می‌تواند از مذاب‌های بازالتی اولیه یا دگرگون یافته متبلور شود [۱-۲]. کانی‌های خانواده پیروکسن گستره پایداری بالایی دارند و طی تبلور ماگمایی، سریع هسته‌بندی کرده و در مراحل سردشدن ماگمای مافیک و فرامافیک به رشد خود ادامه می‌دهند؛ این ویژگی باعث می‌شود که طی سرد شدن ماگما، ساختار بلوری کانی پیروکسن تغییراتی چون منطقه‌بندی یا میانبار را در خود ثبت کند [۳].

منطقه‌بندی‌های شیمیایی و بافت‌های متنوعی چون خوردگی خلیجی و غربالی در کانی پیروکسن ماگماهای مافیک در محیط‌های مختلف زمین‌ساختی ایجاد می‌شوند که هر یک از بافت‌ها نشانگر فرایندهای رخ داده در اتاق ماگمایی چون تبلور جدایشی، آمیختگی ماگمایی و آلایش پوسته‌ای هستند [۴-۶].

ترکیب پیروکسن نه تنها بازتاب کننده شرایط شیمیایی و سری ماگمایی است [۷،۸]، بلکه همچنین نشان دهنده شرایط فیزیکی ماگما (فشار و دما) در زمان تبلور است [۸-۱۰]، بطوریکه مطالعات انجام شده بر شیمی کلینوپیروکسن در سنگ‌های مافیک نشان داده است که شیمی و ترکیب این کانی با ترکیب ماگمای اولیه، شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور و محیط زمین‌ساختی کنترل می‌شود [۱۱،۱۲]. از اینرو، استفاده از ترکیب شیمیایی این کانی در سنگ‌های آذرین می‌تواند به عنوان ابزار قدرتمندی برای شناسایی شرایط تبلور در این سنگ‌ها به کار گرفته شود.

درشت بلورهای پیروکسن کمتر دگرسان شده در سنگ‌های بازالتی افیولیت پیرانشهر فراوان هستند. این پیروکسن‌ها اغلب بافت منطقه‌بندی نشان می‌دهند. در این پژوهش با بررسی چگونگی توزیع عناصر در جایگاه‌های کانی‌شناسی پیروکسن و بررسی منطقه‌بندی آن، شرایط تبلور بازالت‌های منطقه افیولیتی پیرانشهر مشخص شده است.

زمین‌شناسی عمومی

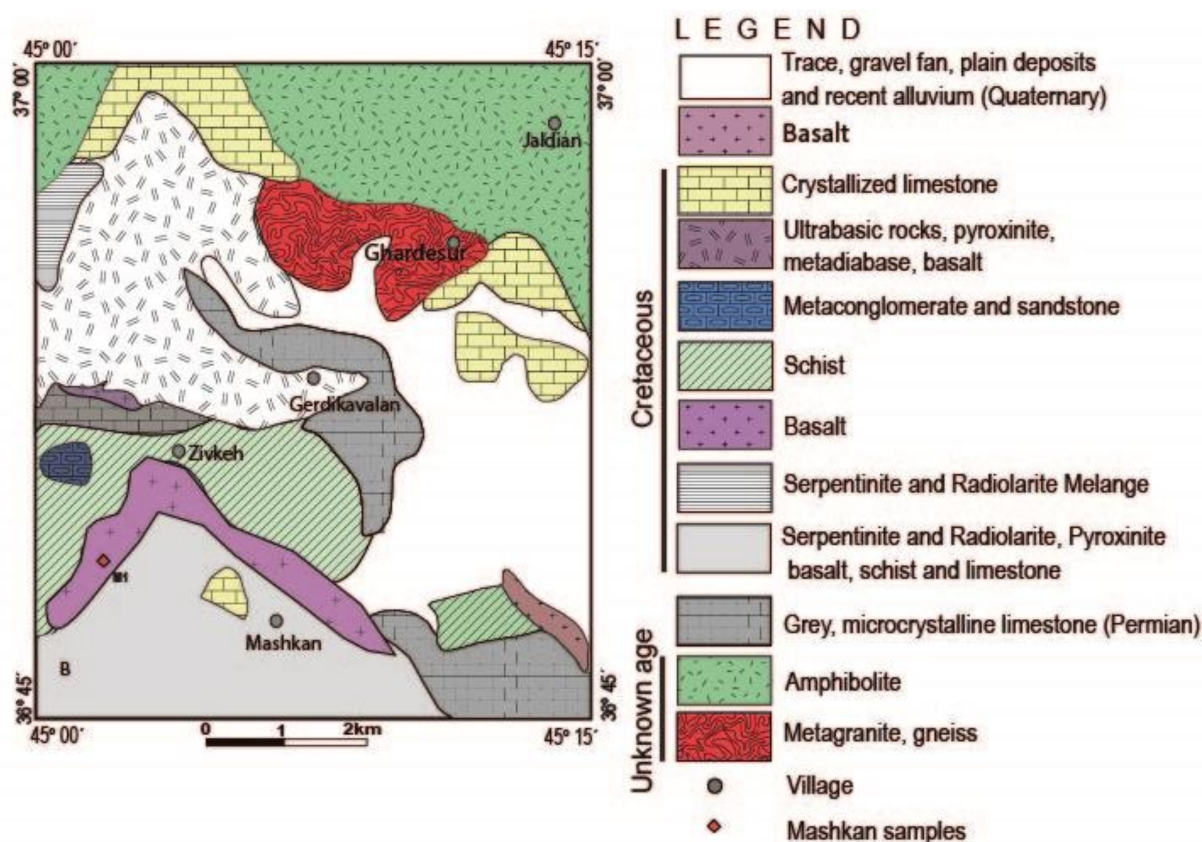
منطقه مورد بررسی در شمال‌غرب شهرستان پیرانشهر در استان آذربایجان‌غربی واقع است. بر اساس تقسیم‌بندی

نویسنده مسئول، تلفن: ۰۴۴-۴۵۲۶۶۰۷۰، نمابر: ۰۴۴-۴۵۲۴۵۷۲۵، پست الکترونیکی: m.yazdani@urmia.ac.ir

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.525]

ساختارهای زمین‌شناسی ایران [۱۳]، این منطقه بخشی از کمربند دگرگونی و افیولیتی سنندج-سیرجان است. در تقسیم‌بندی ساختارهای زمین‌شناسی ایران [۱۴]، این منطقه در پهنه سنندج- سیرجان واقع است. سنگ‌های رخنمون یافته در این منطقه ترکیب سنگ‌شناسی و سنی متنوعی دارند. مجموعه افیولیتی رخنمون یافته در این منطقه به شدت در هم آمیخته است و امکان جدا کردن واحدهای مختلف در آن وجود ندارد. این مجموعه افیولیتی به سن کرتاسه [۱۵]، دارای پریدوتیت‌های سرپانتینی شده گوشته‌ای، دیاباز، بازالت، گابرو و سنگ آهک ریزبلوری (گردابه‌ای) است. سنگ‌های دگرگونی این مجموعه شامل سرپانتینیت، متاپریدوتیت، آمفیبولیت، متاپلیت و شیست‌های متابازیک هستند. بیش از ۷۰ درصد رخنمون افیولیت در این منطقه پریدوتیت‌های گوشته‌ای بوده که در بخش غربی منطقه گسترده هستند. پریدوتیت غالب منطقه، دونیت، هارزبورژیت و پیروکسنیت است. گابرو، بازالت و دایک‌های دیابازی با سنگ آهک‌ها و رادیولاریت گردابه‌ای کرتاسه پسین پوشیده شده‌اند [۱۵،۱۶]. سنگ‌های آهکی و دولومیتی تیره رنگ به سن پرمین با ضخامت قابل توجه در بخش‌های شمال‌غرب و شرق منطقه بسیار گسترده دیده می‌شوند. آمفیبولیت و گنیس گرانیتی با سن نامشخص [۱۵] نیز از این منطقه گزارش شده‌اند (شکل ۱).

سنگ‌های مافیک این مجموعه شامل بازالت، دیاباز و گابرو هستند که به صورت درهم آمیخته با مجموعه فرامافیک و دگرگونی‌های آمفیبولیتی دیده می‌شوند. سنگ‌های بازالتی در روستای زیوکه در مسیر رودخانه زاب رخنمون دارند (شکل ۲ الف). ساخت غالب سنگ‌های بازالتی پورفیری است و در اعماق دره ویژگی برشی شده نیز نشان می‌دهند (شکل ۲ الف). درشت بلورهای پیروکسن به طول نیم تا یک سانتی متر در خمیره سبز رنگ (ناشی از دگرسانی خمیره) دیده می‌شوند (شکل ۲ ب). بدلیل فراوانی پیروکسن، به عنوان کانی درشت بلور غالب، می‌توان این بازالت‌ها را پیروکسن فیریک بازالت در نظر گرفت.



شکل ۱ (الف) نقشه زمین‌شناسی منطقه پیرانشهر برگرفته از مرجع [۱۵].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.525]



شکل ۲ تصاویر صحرایی از سنگ‌های بازالتی افیولیت پیرانشهر: الف) رخنمون سنگ‌های بازالتی، ب) ساخت برشی شده در سنگ‌های بازالتی، (پ) کلینوپیروکسن درشت و فراوان در خمیره دگرسان شده در نمونه دستی، (ت) کلینوپیروکسن فراوان و درشت در نمونه دستی.

روش بررسی

برای این پژوهش، پس از بررسی‌های صحرایی، تعدادی مقاطع نازک از نمونه‌های بازالتی تهیه شد. پس از انجام سنگ‌نگاری به منظور بررسی منطقه‌بندی کانی، به تعداد ۹۳ نقطه از پیروکسن با میکروسکوپ الکترونی مدل JEOL, JXA-8200 با ولتاژ شتابدهنده ۱۵kV و شدت جریان ۲۰nA در دانشگاه پتسدام در کشور آلمان تجزیه شدند. نتایج تجزیه تعداد ۴۰ نقطه از کلینوپیروکسن‌ها شامل ۱۰ نقطه از لبه (A)، ۲۰ نقطه از بخش مرکزی کانی و ۱۰ نقطه از لبه (B) در جدول ۱ آورده شده است.

سنگ نگاری

بافت غالب بازالت منطقه، پورفیری و گلومروپورفیری است (شکل ۳ الف). بافت گلومروپورفیری کلینوپیروکسن‌ها نشان می‌دهد که پیروکسن‌ها پیش از خروج ماگما از مخزن ماگمایی، متبلور شده و حالت انباشتی پیدا کرده‌اند. کلینوپیروکسن‌ها به دو صورت درشت بلور خود شکل و یا نیمه‌خود شکل با بافت منطقه‌بندی در یک زمینه بسیار دانه ریز شامل کلینوپیروکسن‌های ریز، پلاژیوکلاز، کانی‌های تیره و سایر کانی‌های فرعی وجود دارند (شکل ۳ الف). کلریت ثانویه برآمده از دگرسانی کانی‌های ریز موجود در زمینه کلینوپیروکسن بازالت‌ها، به فراوانی دیده می‌شود. تصاویر الکترونی پس پراکنده (BSE) از منطقه بندی پیروکسن‌ها در شکل ۳ ب نشان داده شده‌اند.

شیمی کلینوپیروکسن

مقدار عدد منیزیم، $Mg/(Mg+Fe^{2+})$، در نمونه‌ها بالا بوده و از ۰٫۹۲ تا ۱٫۰۰ در تغییر است. فراوانی Ti در کلینوپیروکسن‌های بررسی شده پایین (0٫.1-0٫06 apfu) است. مقدار Al موجود در ترکیب این نمونه‌ها (۰٫۰۸-۰٫۴۸ apfu) به نسبت بالاست. مقدار Si در این نمونه‌ها متغیر بوده و از ۱٫۶۸ تا ۱٫۸۹ اتم در واحد فرمولی در تغییر است. مقدار Ca بازالت (۰٫۹۱ – ۱٫۱ apfu)، در مقایسه با عناصر دیگر، به نسبت پایین است. مقدار Fe^{2+} در ترکیب کلینوپیروکسن‌ها پایین بوده و از ۰٫۰۱ تا ۰٫۰۹ اتم در واحد فرمولی در تغییر است.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.525]

ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در نمودار تقسیم‌بندی پیروکسن ها در گستره دیوپسید قرار دارد. کلینوپیروکسن‌ها اغلب دارای منطقه‌بندی نوسانی هستند. در این منطقه‌بندی، در بخش مرکزی کانی، غلظت عنصر منیزیم در گستره ۰/۹۳-۰/۸۳ و در لبه‌ها در گستره ۰/۷۹-۰/۷۱ اتم در واحد فرمولی در تغییر است. غلظت عناصر Si و Cr در لبه ها نسبت به مرکز کاهش نشان می‌دهد و غلظت عناصر Ti و Al در مرکز پایین است و در لبه افزایش می‌یابد. Ca در کل بلور تجزیه شده یکسان توزیع شده است. توزیع $Si, Ti, Cr, Al, Mg, Ca, Fe^{3+}$ در پیروکسن در شکل ۴ نشان داده شده است. عنصر Ca از مرکز کانی به سمت هر دو لبه روند بدون تغییری نشان می‌دهد. Fe^{3+} نیز از مرکز کانی به سمت هر دو لبه روند بدون تغییری نشان می‌دهد که ثبات شرایط گریزندگی اکسیژن را می‌توان نتیجه گرفت. عنصر Si و Mg از مرکز کانی به سمت هر دو لبه، روند کاهشی نشان می‌دهند و عناصر Ti, Al از مرکز به لبه کانی روند افزایشی دارند در لبه‌های کانی، کمبود عناصر Si, Mg به احتمال بسیار با ورود Al, Ti, Fe^{3+} به جایگاه چاروجهی و یا هشت وجهی می‌تواند جبران شود.

در شرایط عادی تبلور، تغییرات عنصری قابل دیده‌ای در کانی دیده نمی‌شود که نشانگر پاسخ کانی به حفظ تعادل در شرایط محیط تبلور است.

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای کلینوپیروکسن.

A لبه	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	۴۸/۰۸	۴۸/۱۵	۴۷/۵۱	۴۷/۸۶	۴۷/۱۴	۴۱/۹۶	۵۱/۵۲	۵۱/۳۶	۵۱/۲۸	۴۹/۶۵
TiO_2	۰/۹۱	۰/۸۲	۰/۹۱	۰/۸۸	۱/۰۶	۰/۶۱	۰/۳۲	۰/۳۲	۰/۳۸	۰/۳۲
Al_2O_3	۵/۱۰	۵/۱۵	۵/۷۳	۵/۳۸	۶/۲۹	۳/۷۸	۱/۹۰	۲/۱۲	۲/۴۱	۳/۸۶
Cr_2O_3	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۴۱	۰/۴۱	۰/۲۳	۰/۰۷
FeO	۷/۹۸	۷/۲۰	۷/۵۰	۷/۵۳	۷/۸۵	۹/۳۸	۳/۵۶	۳/۸۲	۴/۳۷	۵/۶۰
MnO	۰/۱۲	۰/۱۶	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۲۳	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۱۳
MgO	۱۳/۷۲	۱۴/۲۶	۱۳/۸۶	۱۳/۶۴	۱۳/۴۲	۹/۵۱	۱۷/۱۱	۱۶/۹۵	۱۶/۴۰	۱۵/۴۳
CaO	۲۲/۹۶	۲۳/۲۵	۲۳/۲۶	۲۲/۹۴	۲۳/۲۵	۲۵/۷۸	۲۴/۰۶	۲۳/۹۵	۲۳/۹۸	۲۳/۷۵
Na_2O	۰/۳۲	۰/۲۷	۰/۳۰	۰/۴۳	۰/۳۲	۱/۵۱	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۲۰	۰/۲۳
K_2O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲
مجموع	۹۹/۲۲	۹۹/۳۰	۹۹/۲۲	۹۸/۸۹	۹۹/۵۱	۹۲/۷۸	۹۹/۱۵	۹۹/۱۸	۹۹/۳۵	۹۹/۳۸
فرمول بر پایه ۶ اتم O										
Si	۱/۷۹	۱/۷۹	۱/۷۷	۱/۷۹	۱/۷۵	۱/۶۸	۱/۸۹	۱/۸۹	۱/۸۸	۱/۸۳
Ti	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲
Al(کل)	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲۸	۰/۱۸	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۱۷
Al^{IV}	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۵	۰/۱۸	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۱۷
Al^{VI}	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰
Fe^{3+}	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۵۳	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۵
Fe^{2+}	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰۲/۰	۰۲/۰
Mn	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۷۶	۰/۷۹	۰/۷۷	۰/۷۶	۰/۷۴	۰/۵۷	۰/۹۴	۰/۹۳	۰/۹۰	۰/۸۵
Ca	۰/۹۲	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۹۲	۰/۹۳	۱/۱۱	۰/۹۵	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴
Na	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۱۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
مجموع	۰۰/۴	۰۰/۴	۰۰/۴	۰۰/۴	۰۰/۴	۰۰/۴	۰۰/۴	۰۰/۴	۰۰/۴	۰۰/۴
Mg/(Mg	۱/۰۰	۰/۹۹	۰/۹۵	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۹	۱/۰۰	۱/۰۰	۰/۹۶	۰/۹۳

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.525]

ادامه جدول ۱

مرکز	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	۵۰/۰۰	۴۹/۲۳	۵۰/۶۸	۵۰/۷۴	۵۱/۱۶	۵۱/۲۹	۵۱/۵۲	۵۱/۲۹	۵۱/۲۴	۵۰/۷۸
TiO_2	۰/۵۳	۰/۷۳	۰/۴۴	۰/۴۹	۰/۳۸	۰/۳۶	۰/۴۳	۰/۴۱	۰/۴۱	۰/۴۶
Al_2O_3	۳/۵۹	۴/۱۴	۳/۰۹	۳/۶۱	۲/۳۶	۲/۴۱	۲/۶۸	۲/۷۲	۳/۰۷	۲/۶۷
Cr_2O_3	۰/۳۰	۰/۲۱	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۲۰	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۷
FeO	۴/۸۸	۵/۳۷	۴/۷۴	۴/۷۷	۴/۵۰	۴/۲۷	۴/۰۳	۴/۳۵	۴/۲۵	۴/۶۳
MnO	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۶
MgO	۱۵/۷۸	۱۵/۱۸	۱۶/۰۹	۱۶/۱۱	۱۶/۶۳	۱۶/۷۲	۱۶/۶۸	۱۶/۵۷	۱۶/۵۰	۱۶/۱۶
CaO	۲۳/۸۵	۲۳/۷۹	۲۳/۹۸	۲۳/۹۵	۲۴/۰۵	۲۴/۰۵	۲۴/۱۶	۲۴/۱۷	۲۴/۰۴	۲۴/۱۰
Na_2O	۰/۲۲	۰/۲۶	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۱۲	۰/۲۰	۰/۲۳	۰/۲۰	۰/۲۱	۰/۱۸
K_2O	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱
Total	۹۹/۱۵	۹۹/۴۳	۹۹/۵۲	۹۹/۵۴	۹۹/۷۰	۹۹/۵۱	۹۹/۷۳	۹۹/۹۲	۹۹/۶۱	۹۹/۶۱
فرمول بر پایه ۶ اتم O										
Si	۱/۸۴	۱/۸۱	۱/۸۶	۱/۸۶	۱/۸۷	۱/۸۸	۱/۸۸	۱/۸۷	۱/۸۸	۱/۸۶
Ti	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Al(کل)	۰/۱۵	۰/۲۰	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۳
Al^{IV}	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۲
Al^{VI}	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Cr	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
Fe^{3+}	۱۴/۰	۱۴/۰	۱۳/۰	۱۲/۰	۱۳/۰	۱۳/۰	۱۲/۰	۱۳/۰	۱۲/۰	۱۲/۰
Fe^{2+}	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۸۷	۰/۸۲	۰/۸۸	۰/۸۸	۰/۹۱	۰/۹۱	۰/۹۱	۰/۹۰	۰/۹۰	۰/۸۸
Ca	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۹۴
Na	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰
Mg/(Mg+	۹۰/۱۰	۸۷/۳۲	۸۹/۹۲	۸۴/۶۹	۹۱/۵۰	۱۰۰/۹	۹۶/۳۹	۹۶/۳۶	۹۲/۰۲	۸۷/۹۶

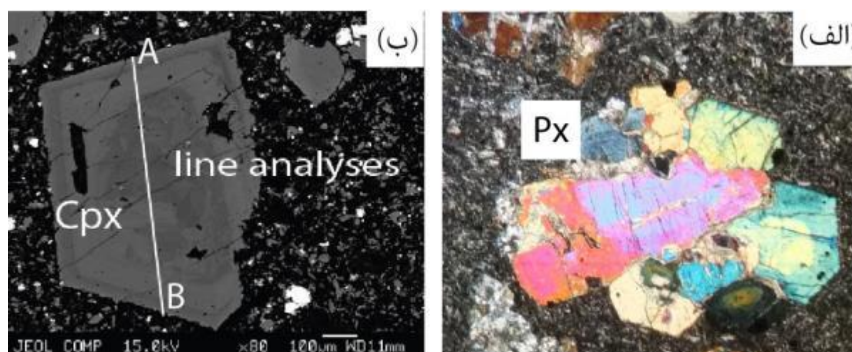
ادامه جدول ۱

Core	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2	۵۱/۵۹	۵۱/۵۷	۵۱/۸۳	۵۱/۷۹	۵۱/۷۷	۵۱/۹۸	۵۱/۲۰	۵۰/۵۵	۵۰/۵۵	۵۱/۲۱
TiO_2	۰/۳۷	۰/۳۹	۰/۳۴	۰/۳۵	۰/۳۶	۰/۲۹	۰/۳۷	۰/۴۶	۰/۵۸	۰/۳۷
Al_2O_3	۲/۳۸	۲/۴۰	۲/۴۹	۲/۳۳	۲/۴۸	۲/۱۱	۲/۵۸	۲/۲۳	۳/۷۴	۲/۶۷
Cr_2O_3	۰/۱۵	۰/۴۶	۰/۳۸	۰/۳۵	۰/۳۳	۰/۶۷	۰/۴۳	۰/۳۱	۰/۱۲	۰/۱۳
FeO	۴/۰۳	۴/۲۲	۴/۲۷	۳/۹۹	۴/۰۶	۳/۸۱	۴/۳۵	۴/۶۷	۵/۲۷	۴/۵۰
MnO	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۰
MgO	۱۶/۶۹	۱۶/۷۲	۱۶/۶۷	۱۶/۸۰	۱۶/۷۱	۱۷/۰۴	۱۶/۵۱	۱۶/۰۵	۱۵/۶۲	۱۶/۴۵
CaO	۲۴/۲۷	۲۴/۰۵	۲۴/۱۱	۲۴/۱۹	۲۴/۲۰	۲۴/۱۹	۲۴/۱۰	۲۳/۹۹	۲۳/۹۸	۲۴/۲۵
Na_2O	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۰	۰/۱۹
K_2O	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰
مجموع	۹۹/۶۴	۱۰/۱۰۰	۴۱/۱۰۰	۰۸/۱۰۰	۱۷/۱۰۰	۳۵/۱۰۰	۹۹/۸۷	۹۹/۹۶	۹۹/۹۲	۹۹/۸۷
فرمول بر پایه ۶ اتم O										
Si	۱/۸۸	۱/۸۸	۱/۸۸	۱/۸۹	۱/۸۸	۱/۸۹	۱/۸۷	۱/۸۵	۱/۸۴	۱/۸۷
Ti	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱
Al(کل)	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۲
Al^{IV}	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۲
Al^{VI}	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
Cr	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe^{3+}	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۳
Fe^{2+}	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۹۱	۰/۹۱	۰/۹۰	۰/۹۱	۰/۹۱	۰/۹۲	۰/۹۰	۰/۸۸	۰/۸۵	۰/۹۰
Ca	۰/۹۵	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۵
Na	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
مجموع	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰
Mg/(	۹۵/۰۳	۹۲/۱۷	۸۸/۴۵	۹۱/۵۶	۸۷/۵۱	۹۷/۱۷	۹۸/۹۶	۹۲/۹۱	۷۹/۸۳	۹۵/۰۳

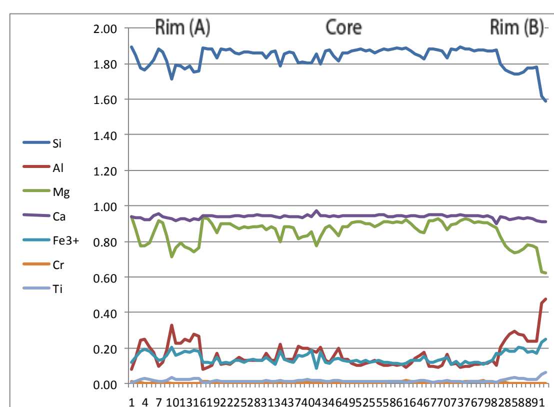
[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.525]

ادامه جدول ۱

Rim (B)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	۴۷٫۴۵	۴۷٫۱۵	۴۶٫۶۳	۴۶٫۷۱	۴۷٫۱۲	۴۷٫۷۰	۴۷٫۷۰	۴۷٫۵۹	۴۳٫۱۰	۴۲٫۳۲
TiO_2	۰٫۸۷	۱٫۱۲	۱٫۱۵	۱٫۰۳	۱٫	۰٫۹۳	۰٫۹۰	۰٫۹۰	۱٫۸۸	۲٫۱۵
Al_2O_3	۵٫۶۵	۶٫۲۹	۶٫۷۳	۶٫۳۷	۶٫۱۵	۵٫۴۶	۵٫۳۹	۵٫۳۴	۱۰٫۲۴	۱۰٫۷۶
Cr_2O_3	۰٫۲۳	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱
FeO	۷٫۱۰	۷٫۸۷	۷٫۸۳	۷٫۸۷	۷٫۵۹	۷٫۲۶	۷٫۵۲	۷٫۸۲	۹٫۶۷	۹٫۹۴
MnO	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۷	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۵
MgO	۱۳٫۹۳	۱۳٫۵۶	۱۳٫۱۷	۱۳٫۳۴	۱۳٫۶۷	۱۴٫۰۵	۱۳٫۹۹	۱۳٫۶۹	۱۱٫۲۱	۱۱٫۰۸
CaO	۲۳٫۳۹	۲۳٫۲۲	۲۳٫۲۱	۲۳٫۲۹	۲۳٫۳۰	۲۳٫۳۷	۲۳٫۲۳	۲۲٫۸۱	۲۲٫۶۸	۲۲٫۶۲
Na_2O	۰٫۳۷	۰٫۲۹	۰٫۳۰	۰٫۳۴	۰٫۳۶	۰٫۲۷	۰٫۲۷	۰٫۲۹	۰٫۳۹	۰٫۳۴
K_2O	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۲
مجموع	۹۹٫۱۳	۹۹٫۶۱	۹۹٫۱۲	۹۹٫۱۳	۹۹٫۳۸	۹۹٫۲۰	۹۹٫۱۶	۹۸٫۶۳	۹۹٫۳۰	۹۹٫۳۹
فرمول بر پایه ۶ اتم O										
Si	۱٫۷۶	۱٫۷۵	۱٫۷۴	۱٫۷۴	۱٫۷۵	۱٫۷۷	۱٫۷۸	۱٫۷۸	۱٫۶۲	۱٫۵۹
Ti	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۶
Al(کل)	۰٫۲۵	۰٫۲۸	۰٫۳۰	۰٫۲۸	۰٫۲۷	۰٫۲۴	۰٫۲۴	۰٫۲۴	۰٫۴۵	۰٫۴۸
Al^{IV}	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۳۸	۰٫۴۱
Al^{VI}	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰۱٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۷
Cr	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{3+}	۰٫۱۹	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۲۳	۰٫۲۵
Fe^{2+}	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۶
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۷۷	۰٫۷۵	۰٫۷۳	۰٫۷۴	۰٫۷۶	۰٫۷۸	۰٫۷۸	۰٫۷۸	۰٫۶۳	۰٫۶۲
Ca	۰٫۹۳	۰٫۹۲	۰٫۹۳	۰٫۹۳	۰٫۹۳	۰٫۹۳	۰٫۹۳	۰٫۹۲	۰٫۹۱	۰٫۹۱
Na	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰
Mg/(Mg+	۰٫۹۷	۰٫۹۲	۰٫۹۲	۰٫۹۵	۰٫۹۵	۰٫۹۴	۰٫۹۴	۰٫۹۱	۰٫۹۰	۰٫۹۱



شکل ۳ الف) تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های پیروکسن فیریک بازالت با بافت گلومروپورفیری و بافت منطقه بندی کلینوپیروکسن در نور قطبیده متقاطع، XPL) در خمیره دگرسان شده، (ب) تصویر BSE از منطقه‌بندی پیروکسن‌ها، علائم بکار رفته برگرفته از مرجع [۱۷] هستند.



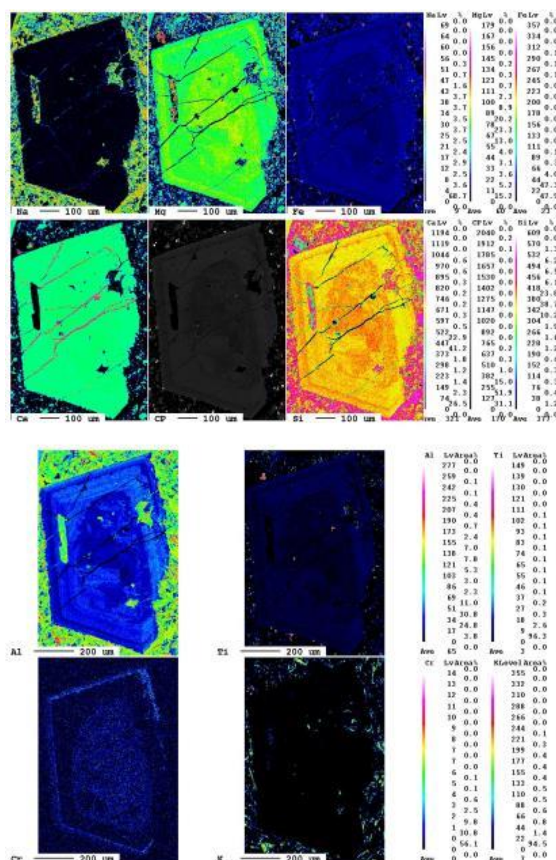
شکل ۴ روند توزیع عناصر در لبه A- مرکز- لبه B کلینوپیروکسن. عنصر Ca و Fe+3 از مرکز کانی به سمت هر دو لبه کانی، روند بدون تغییری نشان می‌دهند. عناصر Si و Mg از مرکز کانی به سمت هر دو لبه کانی روند کاهشی دارند.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.525]

روند توزیع عناصر در کانی کلینوپیروکسن در نقشه عناصر نیز دیده می شود (شکل ۵). براساس شکل ۵ و روند توزیع عناصر، کلینوپیروکسن دارای منطقه‌بندی نوسانی است. منطقه‌بندی نوسانی تغییر مکرر یا چرخه‌ای در شیمی بلور است [۱۸]. برای چنین نوسان‌هایی طی رشد کانی دو دلیل احتمالی وجود دارد: (۱) علل بیرونی چون تغییر فشار، دما یا ترکیب ماگما و (۲) علل ذاتی چون نوسان‌ها بین انتشار و انتقال کاتیون‌ها در مذاب در لایه مرزی درست کنار بلور در حال رشد [۱۷]. مدل‌های مختلف دیگری نیز ارائه شده است [۲۱-۱۹]. یکی از آنها قرار گرفتن بلور در محیطی با ترکیب متفاوت از ماگمای اولیه و تبلور بلور ثانویه بوده که در این حالت، تغییر ترکیب دو بخش ناگهانی است [۲۲]. مدل دیگر فرایند انتشار برای رسیدن به تعادل دوباره در بلور است. در این مدل، تغییر ترکیب دو قطعه کنارهم تدریجی است [۲۳]. بررسی توزیع عناصر در کلینوپیروکسن بازالت پیرانشهر نشان می‌دهد که در این پیروکسن، تغییر ترکیب تدریجی است.

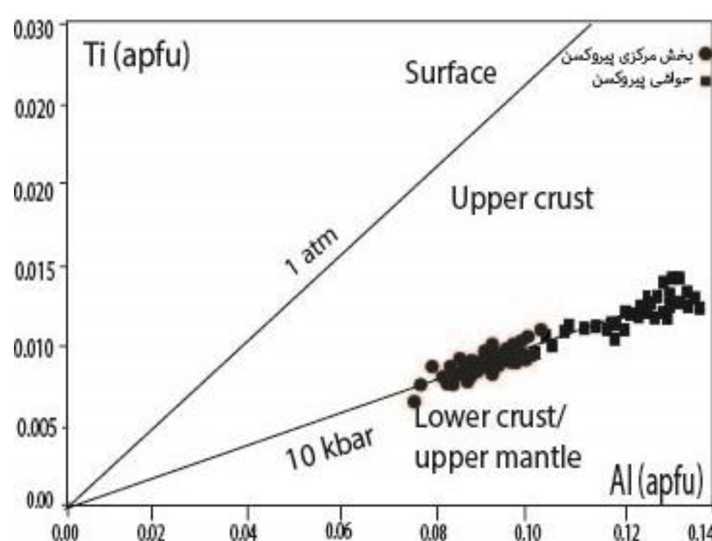
شواهد صحرایی و بافتی برای رخداد آمیختگی ماگمایی برای پیروکسن فیریک بازالت‌های پیرانشهر یافت نشده است. از این رو، خوردگی‌های دیده شده در لبه‌های پیروکسن را نمی‌توان به آمیختگی ماگمایی نسبت داد. این خوردگی‌ها به احتمال بسیار در اثر پرشدگی دوباره اتاقک ماگمایی، کاهش فشار یا تغییر نظام دمایی ایجاد شده اند. پرشدگی‌های مخزن ماگمایی اغلب همراه با ماگمای دمای بالا و غنی از منیزیم است، در صورتیکه در بررسی‌های توزیع عناصر دیده شد که در لبه های کانی، مقدار منیزیم کاهش یافته و این ویژگی با مدل پرشدگی ماگما در تضاد است. کاهش فشار از دیگر عواملی است که می‌تواند باعث ایجاد خوردگی در کانی شده و همچنین پیروکسن‌هایی با ترکیب جدید ایجاد کند [۲۴]. بررسی فشار تبلور پیروکسن بر پایه شکل ۶ تغییر فشار محیط را تایید نمی‌کند.

مقدار متوسط تا بالای نسبت Al/Ti، برابر با ۱۱٫۵-۷٫۸ و تغییرات نسبت $Al_{[6]}/Al_{[4]}$، در گستره ۰٫۲-۰٫۰۱، نشان‌دهنده فشار پایین تبلور کلینوپیروکسن هستند [۲۵]. فشار پایین تبلور با نمودار Ti نسبت به Al [۲۶] تأیید می‌شود (شکل ۶). بر این اساس، همه پیروکسن‌ها در مرز بین پوسته‌های بالایی و پایینی در فشار پایین قرار دارند. ورود مقادیر زیادی از عنصر Ti به ساختار پیروکسن در ماگماهای زیر اشباع از SiO_2 در دمای بالا و فشار بالا (۲۵-۱۰ کیلوبار) ممکن است [۲۷].



شکل ۵ نقشه توزیع عناصر در کانی کلینوپیروکسن.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.525]



شکل ۶ نمودار Ti نسبت به Al [۲۶] که همه نقاط بررسی شده در مرز بین پوسته‌های بالایی و پایینی جایابی شده‌اند.

جدایش Si, Al, Ti در پیروکسن‌ها در اثر ترکیب شیمیایی ماگما، دما و فشار طی تبلور کنترل می‌شود. ترکیب شیمیایی ماگماها متنوع است و کاهش دما نیز طی جدایش رخ می‌دهد از این رو، این دو عامل تغییر شیمیایی و کاهش دما باعث می‌شوند که عناصر با اعداد همارایی متفاوتی در ساختار کانی پیروکسن قرار گیرند. همچنین پیروکسن‌هایی که بخش مرکزی غنی از Mg دارند از ماگمای اولیه و لبه‌های غنی از Fe از ماگمای جدایش یافته تشکیل شده‌اند [۲۸].

این احتمال وجود دارد که غلظت مولی Si تعیین کننده مقدار آن در جایگاه چاروجهی باشد و اگر Si به مقدار کافی وجود نداشته باشد، عناصر Al, Fe, Ti این جایگاه را پر می-کنند. عنصر آلومینیوم در شرایط دمایی بالا می تواند به جایگاه چاروجهی در ساختار پیروکسن وارد شود [۲۹]. این امر با بررسی مقدار عناصر Al و Si موجود در جایگاه چاروجهی پیروکسن‌های ماگماهای تولئیتی، قلیایی بدون فلدسپاتوئید و قلیایی دارای فلدسپاتوئید تأیید شده است [۲۹]. همچنین روابط جدایش عنصر Si از عنصر Al در نمودار شکل ۷ بررسی شده است. در این نمودار، خط اشباع شدگی سیلیس و آلومینیوم در جایگاه چاروجهی رسم شده است. قرارگیری نمونه پیروکسن با منطقه بندی نوسانی در بالای خط اشباع شدگی نشان می دهد که عنصر آلومینیوم پس از پر کردن جایگاه چاروجهی، وارد جایگاه هشت وجهی شده است (شکل ۷). با توجه به این نمودار و مقایسه بخش مرکزی با لبه های کانی پیروکسن، می‌توان گفت که در بخش مرکزی غلظت تقریبی Si بیش از 1.85 و غلظت Al کمتر از 1.5است و عناصر Si و Al در بخش مرکزی، روی خط اشباع-شدگی واقع هستند. این نشاندهنده قرارگیری عناصر Si و Al بخش مرکزی پیروکسن در جایگاه چاروجهی است، یعنی Al اضافی برای ورود به جایگاه هشت وجهی وجود ندارد (شکل ۷). نقشه عناصر نیز این امر را تأیید می کند (شکل ۵).

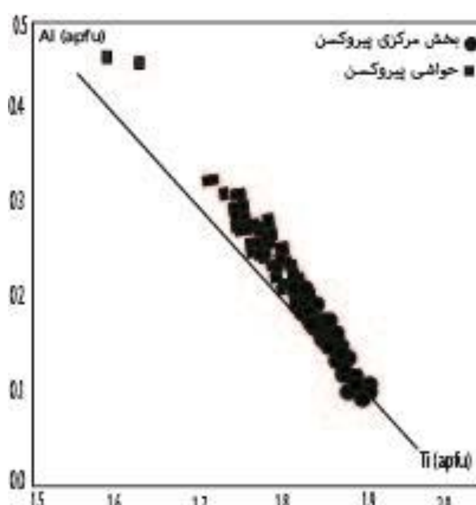
در بخش لبه کانی، غلظت عنصر Si کمتر از 1.85 و عنصر Al بیش از 1.5 است. داده‌های این بخش بالاتر از خط اشباع-شدگی (نشانگر جایگاه چاروجهی) واقع هستند، یعنی عنصر آلومینیوم در لبه‌ها پس از پر شدن جایگاه چاروجهی، وارد جایگاه هشت‌وجهی شده است (شکل ۷). این ویژگی با نقشه عناصر در شکل ۵ همخوانی دارد.

مقایسه روند تغییرات غلظت عناصر Ti, Si با مقادیر Al پیروکسن از مرکز به سمت لبه کانی مشخص کرده است که با کاهش Si، مقدار Al روند افزایشی دارد (شکل ۸ الف) و همچنین با افزایش Ti، مقدار Al روند افزایشی نشان می‌دهد (شکل ۸ ب).

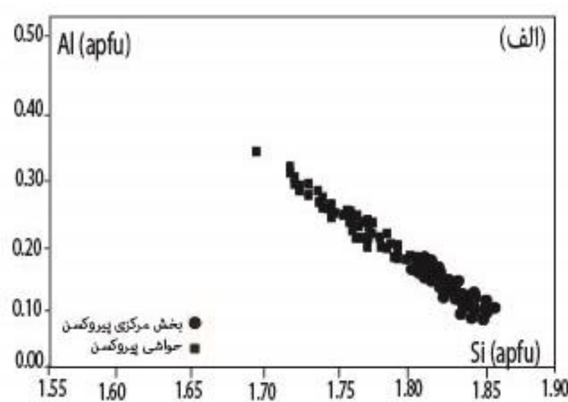
مقایسه روند تغییرات غلظت عناصر Ti, Al با مقادیر Mg# پیروکسن از مرکز به سمت لبه کانی، مشخص کرده است که با کاهش Mg#، مقدار Al و Ti در لبه‌های کانی روند افزایشی دارد (شکل ۹ الف، ب). می توان گفت که روند تغییرات عناصر نشان‌دهنده انجام فرایند جدایش در لبه‌های کانی پیروکسن است.

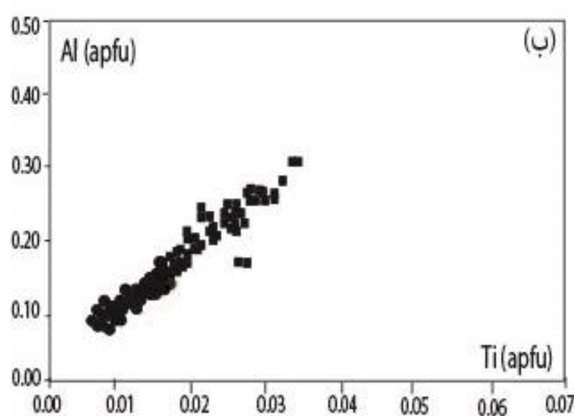
[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.525]

گریزندگی اکسیژن نیز اثر ویژه‌ای در تغییر دمای ذوب و ترکیب مذاب دارد [۳۰] و عامل مؤثری در کنترل فرایندهای ماگمایی، توالی تبلور و نوع کانی‌های تشکیل شده در ماگماست [۳۲،۳۱]. مقدار آهن سه ظرفیتی پیروکسن‌ها نیز تابعی از گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل آنهاست و این امر بر پایه نمودار تغییرات Al^{IV} + Na نسبت به Al^{VI} + 2Ti+Cr قابل ارزیابی است [۳۳]. این نمودار بر اساس موازنه آلومینیوم موجود در جایگاه چاروجهی با آلومینیوم و کروم موجود در جایگاه هشت وجهی طراحی شده است. در ترکیب پیروکسن‌ها، عنصر Fe می‌تواند جانشین عناصر سه ظرفیتی چون عناصر Cr, Al, Ti در جایگاه هشت-وجهی شود از این رو، فراوانی Fe در پیروکسن‌ها بستگی به موازنه Al در جایگاه چاروجهی و هشت‌وجهی ساختار پیروکسن دارد. هرچه مقدار Al چاروجهی بیشتر باشد، امکان ورود عناصر سه ظرفیتی دیگر چون Fe^{3+} به جایگاه هشت وجهی بیشتر است. در نمودار تغییرات Al^{IV} + Na نسبت به Al^{VI} + 2Ti+Cr قرارگیری در بالا و یا زیر خط Fe^{3+}=0 به ترتیب نشانگر زیاد و یا کم بودن گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل پیروکسن‌هاست. همچنین هرچه فاصله نمونه از خط Fe^{3+}=0 بیشتر باشد، گریزندگی اکسیژن محیط بیشتر است [۳۴، ۳۵]. براساس شکل ۱۰ الف [۳۶]، کلینوپیروکسن فیریک بازالت پیرانشهر در شرایط گریزندگی اکسیژن بالا متبلور شده است.

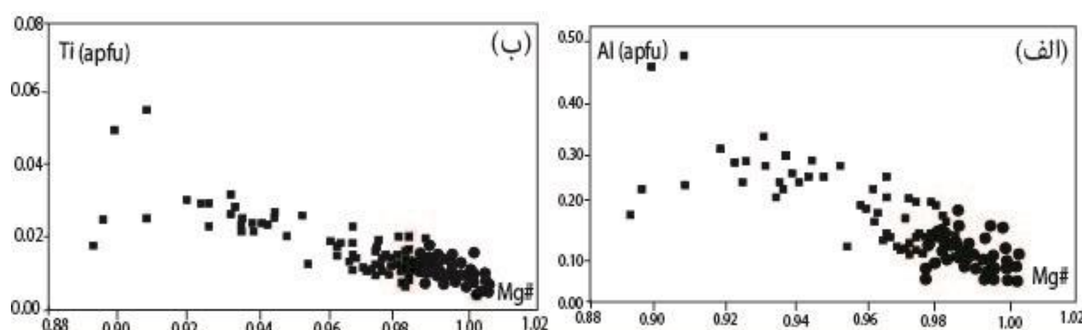


شکل ۷ نمودار Ti نسبت به Al [۲۹]. خط اشباع شدگی سیلیس و آلومینیوم در جایگاه چاروجهی رسم شده است. قرارگیری نمونه‌های پیروکسن در بالای خط اشباع شدگی نشان دهنده مقادیر آلومینیوم است که پس از پر کردن جایگاه چاروجهی، وارد جایگاه هشت وجهی پیروکسن شده اند.

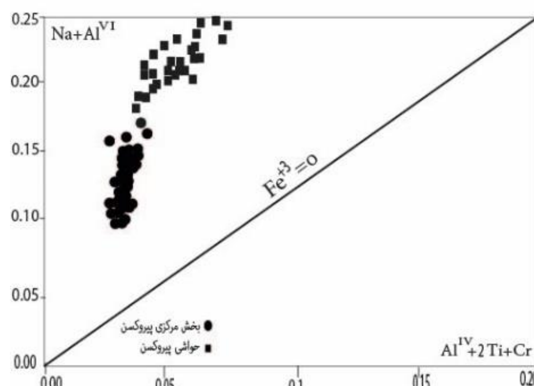




شکل ۸ (الف) نمودار توزیع عناصر Si-Al که با کاهش Si، مقدار Al روند افزایشی نشان می‌دهد. (ب) نمودار توزیع عناصر Ti-Al که با افزایش Ti، مقدار Al روند افزایشی نشان می‌دهد.



شکل ۹ مقایسه روند تغییرات عناصرالف) Al و ب) Ti با #Mg در کلینوپیروکسن. از مرکز به سمت لبه کانی، با کاهش #Mg، مقدار Al و Ti روند افزایشی نشان می دهد.



شکل۱۰ نمودار $Na+Al^{VI}$ نسبت به $Al^{IV}+2Ti+Cr$ برای تعیین گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل کلینوپیروکسن که شرایط اکسیدی در محیط تبلور این کانی‌ها را نشان می‌دهد [۳۲]، همه کلینوپیروکسن‌های فیریک بازالت پیرانشهر در شرایط گریزندگی اکسیژن بالا متبلور شده‌اند.

ویژگی‌های سنگ‌نگاری از جمله وجود درشت بلور غالب و فراوان کانی کلینوپیروکسن و تبلور پلاژیوکلاز بصورت ریز در خمیره نیز تأیید کننده فشار پایین تبلور است، به طوری که به صورت تجربی دیده شده است که در فشار پایین و شرایط ماگمایی آبدار، تبلور کانی‌های آهن- منیزیم‌دار (کلینوپیروکسن و هورنبلند) بر پلاژیوکلاز اولویت دارد [۳۷].

محیط ساختاری ماگما

مقدار عنصر Ti در ترکیب کلینوپیروکسن بازالت‌های مناطق مختلف افیولیتی برای تشخیص جایگاه ساختاری ماگماهای کف اقیانوسی بسیار مناسب است [۳۸]، بطوریکه غلظت بالای عنصر Ti در ماگمای مناطق پشته‌های میان اقیانوسی، غلظت کم در ماگمایی قوس ابرفرورانشی و غلظت بسیار کم عنصر Ti در ماگمای بنونیتی ابرفرورانشی دیده شده است [۳۸]. غلظت کم عنصر Ti در ترکیب کلینوپیروکسن‌ها درجه تهی‌شدگی خاستگاه گوشته‌ای را نشان می‌دهد. برای تشکیل مذاب با Ti کم و مقدار Mg بالا لازم است که ذوب دوباره در گوشته تهی شده که چند بار ذوب در حضور آب و با نرخ ذوب بخشی ۳۰- ۲۰ درصد را تجربه کرده است صورت گیرد [۴۰،۳۹]. بررسی‌ها نشان داده است که پریدوتیت‌های مقاوم نسبت به ذوب در زیر پوسته‌های اقیانوسی مناطق بازشونده تشکیل می‌شوند که چنین پریدوتیت‌های تهی شده‌ای فقط در شرایط ذوب بخشی آبدار می‌توانند مذاب‌هایی با Mg بالا و Ti پایین را تولید کنند و این شرایط در بیشتر مناطق افیولیتی ابرفرورانشی وجود دارد [۴۲،۴۱]. تغییرات نوسانی ماگماهای مناطق قوس آتشفشانی در مرحله نخست اغلب در اثر فرایند جدایش است و در صورتی که تغییر ترکیب ماگما باعث تولید ماگماهایی با SiO_2 بیش از ۵۷ درصد (حدواسط و اسیدی) شده باشد، فرایند آمیختگی ماگمایی می‌تواند موثر باشد [۴۲]. پیشتر نیز بیان شد که شواهد آمیختگی ماگمایی در این بازالت‌ها وجود ندارد.

برداشت

پیروکسن فیریک بازالت پیرانشهر با وجود کلینوپیروکسن‌های فراوان و درشت به عنوان درشت بلور و با وجود پلاژیوکلاز و پیروکسن‌های ریزدانه در خمیره مشخص می‌شوند.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.525]

کلینوپیروکسن‌ها اغلب دارای منطقه‌بندی نوسانی هستند. بررسی روند توزیع عناصر در این منطقه‌بندی نشان داده است که بخش مرکزی غنی از Mg و بخش لبه‌ای کانی فقیر از Mg و غنی از عناصر Al, Ti, Fe بوده و منطقه‌بندی از نوع نوسانی است. تغییرات تدریجی در بین قطعه‌های منطقه‌بندی دیده می‌شود که در اثر پدیده انتشار درون بلوری برای برقراری تعادل دوباره رخ داده است. بخش مرکزی در تعادل با ماگمای غنی از منیزیم و بخش لبه در تعادل با ماگمای غنی از Fe متبلور شده است که نشان دهنده فرایند جدایش ماگمایی است. همچنین می‌توان گفت که مقادیر پایین عنصر Ti و مقادیر بالای عنصر Mg تأیید کننده تبلور کانی در محیط غنی از آب، گریزندگی اکسیژن بالا در مرز پوسته بالایی و گوشته پایینی در محیط ساختاری ابرفرورانشی هستند و دگرگونی عناصر در منطقه‌بندی نوسانی پیروکسن ناشی از تبلور جدایشی برآمده از کاهش دما طی تبلور است.

قدردانی

از هیات داوران مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران بابت راهنمایی‌هایشان که باعث ارتقای سطح علمی مقاله شده است کمال تشکر را دارم.

مراجع

[1] Feig S.T., Koepke J., Snow J.E., *"Effect of water on tholeiitic basalt phase equilibria: an experimental study under oxidizing conditions"*, Contrib. Mineral. Petrol. 152, (2006) 611–638

[2] Koepke J., Feig S.T., Snow J., Freise M., *"Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study"*, Contrib. Mineral. Petrol. 146,(2004) 414–432

[3] Schoneveld L., Barnes S.J., Makkonen H.V., Le Vaillant M., Paterson D.J., Taranovic V., Wang K.Y., Mao Y.J., *"Zoned Pyroxenes as Prospectivity Indicators for Magmatic Ni-Cu Sulfide Mineralization Louise"*, Front. Earth Sci. 8,256, (2020). doi: 10.3389/feart.2020.00256.

[4] Ueki K., Iwamori H., *"Geochemical differentiation processes for arc magma of the Sengan volcanic cluster, Northeastern Japan, constrained from principal component analysis"*, Lithos 290, (2017) 60–75.

[5] Simonetti A., Shore M., Bell K., *"Diopside phenocrysts from nephelinite lavas, Napak Volcano, Eastern Uganda: Evidence for magma mixing"*, Canadian Mineralogist, 34, (1996) 411-442.

[6] Rutherford M.J., Hill P.M., *"Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens eruptions"*, Journal of Geophysics Research, 98, (1993) 19667–19685.

[7] Dobosi G., Fodor R.V., *"Magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from green-core clinopyroxenes in Pliocene basanite, southern Slovakia"*, Lithos, 28(2), (1992) 133- 150.

[8] Dioh E., Béziat D., Grégoire M., Debat P., *"Origin of rare earth element variations in clinopyroxene from plutonic and associated volcanic rocks from the Foulde basin, Northern Kedougou inlier, Senegal, West Africa"*, European Journal of Mineralogy, 21, (2009) 1029-1043.

[9] Putirka K.D., Mikaelian H., Ryerson F., Shaw H.,*"New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic evolved and volatile bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and Snake River Plain, Idaho"*, American Mineralogist, 88, (2003) 1542–1554.

[10] Putrika K.D., *"Thermometers and Barometers for Volcanic Systems"*, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 69, (2008) 61-120.

[11] Sisson T.W., Grove T.L., *"Experimental investigations of the role of H2O in calc- alkaline differentiation and subduction zone magmatism"*, Contrib. Mineral. Petrol. 113, (1993) 143–166.

[12] Coombs D.S., *"Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside-olivine-silica diagram"*, Mineralogical Society of American Special Papers, 1, (1962) 227-250.

[13] Stocklin J., *"Structures history and tectonic of Iran"*, A review, American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 52, (1968) 1229-1258.

[14] Alavi M., *"Tectonic map of the Middle East, scale: 1:5,000,000. Tehran, Iran"*, Geological Survey of Iran one sheet (1991).

[15] Khodabandeh A.A., Soltani G.A.,*"Naghadeh geological quadrangle map"*, scale 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran (2004) 1 sheet.

[16] Hajialioghli R., Moazzen M., *"Supra-subduction and mid-ocean ridge peridotites from the Piranshahr area, NW Iran"*, Journal of Geodynamics, 81, (2014) 41–55.

[17] Fowler A. D., Shore M., *"Oscillatory zoning in minerals; a common phenomenon"*, Canad. Mineral. 34, 1111–1126, (1996).

[18] Bernstein S., "In *situ fractional crystallization of a mafic pluton: microanalytical study of a Palaeogene gabbronorite plug in East Greenland"*. Lithos 92, 222–237, (2006).

[19] Andrews B.J., Gardner G.E., Housh T.B., *"Repeated recharge, assimilation, and hybridization in magmas erupted from El Chichón*

activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt", Geochimistry Cosmochimistry Acta, 69, (2005) 5071–5085.

[32] Moretti R., *"Polymerisation, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts"*, Annals of Geophysics (2005).

[33] Schweitzer E., Papike J., Bence A., *"Statistical Analysis of Clinopyroxenes from Deep-Sea Basalts"*, American Mineralogist, 64, (1979) 501–513.

[34] Marcelot G., Maury R.C., Lefevre C., *"Mineralogy of Erromango Lava New Hebrides: Evidence of an early stage of fractionation in island arc basalts"*, Lithos, 16, (1983) 135–151.

[35] Cameron M., Papike J.J., *"structural and chemical variations in pyroxenes"*, American minerals, 66, (1981) 1–50.

[36] Vieten K., *"The minerals of the volcanic rock association of the Siebengebirge, 1. Clinopyroxenes, and 2. Variation of chemical composition of Ca-rich clinopyroxenes (salites) in the course of crystallization"*, Neues Jahrbuchfur Mineralogie Abhandlungen, 140, (1980) 54–88.

[37] Simonetti A., Shore M., Bell K., *"Diopside phenocrysts from nephelinite lavas, Napak Volcano, Eastern Uganda Evidence for magma mixing"*, The Canadian Mineralogist, 34, (1996) 411–421.

[38] Beccaluva L., Maccciotta G., Piccardo G.B., Zeda O., *"Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator"*, Chemical Geology journal, 77, (1989) 165–182.

[39] Van der Lann S.R., Arculus R.L., Pearce J.A., Murton B.J., *"Petrography, mineral chemistry and phase relations of the basement boninite series of site 786, Izu-Bonin forearc"*, Ocean Drilling Program, Journal of Scientific Research, 125, (1992) 171–201.

[40] Bebard J.H., *"Cumulate recycling and crustal evolution in the Bay of Island ophiolite"*, Journal Geology, 99, (1991) 225–249.

[41] Pearce J.A., *"Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries"*, In: Thorpe, R.S. (Ed.), Andesites, Wiley and Sons, New York, (1982), 525–548.

[42] Vannucci R., Rampone E., Piccardo G.B., Ottolini L., Bottazzi P., *"Ophiolitic magmatism in the Ligurian Tethys: an ion microprobe study of basaltic clinopyroxenes"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 115, (1993) 123–137.

as recorded by plagioclase and amphibole phenocrysts", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 175, (2008), 415–426.

[20] Streck M.J., Chesley J., Leemam, W.P., *"High-magnesian andesite from Mount Shasta: A product of magma mixing and contamination, not a primitive mantle melt"*, Geology, 35, (2007) 351–354.

[21] Tomiya E., Takahashi A.T., *"Evolution of the Magma Chamber beneath Usu Volcano since 1663: a Natural Laboratory for Observing Changing Phenocryst Compositions and Textures"*, Journal of Petrology, 46, (2005) 2395–2426.

[22] Stewart M.L., Pearce T.H., *"Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results"*, American Mineralogist, 89, (2004) 348–351.

[23] Streck M.J., *"Mineral Textures and Zoning as Evidence for Open System Processes"*, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 69, (2008) 595–622.

[24] McCoy T.j., Taylor G.J., Keil K., *"Product of a two-stage magmatic history"*, Geochimica et Cosmochimica Acta, 56, (1992) 3571–3582.

[25] Liu et al., *"Meiting experimente Wannienta basalt in the Kuanyishan area, northern Taiwan, at pressure up to 2 GPa*. Journal of Asian Earth Sciences, 18, (2000) 519–531.

[26] Nekvasil H., Dondolini A., Horn J., Filiberto J., Long H., Lindsley D.H., *"The origin and evolution of silica-saturated alkalic suites: An experimental study"*, Journal of Petrology, 45, (2004) 693–721.

[27] Venuoocen J., *"Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks"*, American. Science, 260, (1962) 211–220

[28] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J.,*"An Introduction to the Rock-Forming Minerals"*, Longman Ltd, 696 (1992).

[29] Kushiro I., *"Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks"*, American Journal of Science, 258, (1960) 548–554.

[30] France L., Ildefonse B., Koepke J., Bech F., *"A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 189, (2010) 340-346.

[31] Botcharnikov R.E., Koepke J., Holtz, F., McCammon C., Wilke M., *"The effect of water*